



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

RENÉ MICHEL JACOB JÚNIOR

Estudo do método eletromagnético Slingram com foco no equipamento EM34-3

Belém
2017

RENÉ MICHEL JACOB JÚNIOR

Estudo do método eletromagnético Slingram com foco no equipamento EM34-3

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará - UFPA, em cumprimento às exigências para obtenção de Bacharel em Geofísica.

Área de Concentração: Métodos Eletromagnéticos

Orientador: Prof. Dr. Cícero Roberto Teixeira Régis

Belém
2017

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Jacob Júnior, René Michel, 1994 -

Estudo do método eletromagnético Slingram com foco no equipamento EM-34 / René Michel Jacob Júnior. – 2017.

41 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Cícero Roberto Teixeira Régis

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geofísica, Belém, 2017.

1. Prospecção- Métodos geofísicos. 2. Eletromagnetismo.
3. Geofísica.. I. Título.

CDD 22. ed.: 622.15

RENÉ MICHEL JACOB JR.

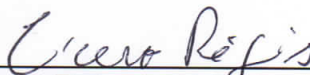
ESTUDO DO MÉTODO ELETROMAGNÉTICO SLINGRAM COM FOCO NO
EQUIPAMENTO EM34-3

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geofísica do
Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Pará, como requisito parcial à
obtenção de grau de Bacharel em
Geofísica.

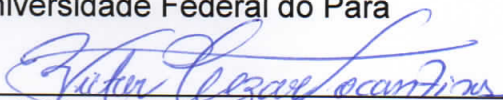
Data da defesa: 10 de março de 2017.

Conceito: EXC

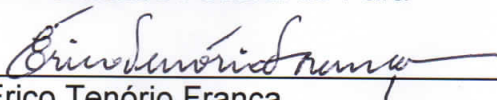
Banca Examinadora:



Prof. Cicero Roberto Teixeira Régis - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Prof. Victor Cezar Tocantins de Souza - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará



Érico Tenório França
Mestre em Geofísica
Universidade Federal do Pará

Agradeço à minha família por sempre acreditar e investir em mim, em especial a minha mãe Kátia que desempenhou o papel de mãe e pai.

AGRADECIMENTOS

Com a realização deste trabalho mais uma etapa da minha vida acadêmica é superada. Em um momento tão importante como este, não poderia deixar de agradecer a todos que sempre estiveram comigo, nos bons e maus momentos.

Agradeço a Deus por ter me dado não só o dom da vida, mas também discernimento e sabedoria.

Agradeço a minha mãe, Kátia, por ter sido desde sempre não só uma mãe ou um pai, mas sim ambos, e apesar das dificuldades da vida, sempre fez de tudo para que eu tivesse não só o melhor, mas me tornasse o melhor que eu poderia ser.

Agradeço a minha avó, Eliana, por ter sido aquela avó na melhor definição que a palavra tem para mim, que é a de mãe duas vezes.

Agradeço a minha irmã, Ana Luiza, ao meu tio Raiol (chamo de tio, alguns falam que é padastro, mas para mim é pai mesmo) e a Ana pelo convívio e paciência que eles precisam ter comigo.

Agradeço a todos os meus tios, em especial ao Luiz Antônio, a Ana Lilian e o Marcos Vinícius, além do meu avô Casemiro, pelos ensinamentos que me ajudaram a ser o que eu sou hoje.

Agradeço aos meus primos, em especial Leonardo, o Eliel Jr. e a Sofia, pela amizade.

Agradeço a todos os professores e orientadores, em especial ao professor Cícero e ao Érico, pela paciência e dedicação que permitiram que eu obtivesse o conhecimento necessário para chegar até aqui.

Agradeço a Meire e as outras pessoas que fazem parte do meu dia a dia, como por exemplo o porteiro Adalberto Jr.

E por último, mas não menos importante, agradeço aos meus amigos por todo companheirismo, que sempre esteve presente desde os amigos de infância, como o Fadul, a Milena, o Vitor, o Pedro, o Nicholas e a galera do LoL, até os amigos de faculdade, como o Matias, Nelson, Mykel, o Luan Cruz, o Luan Nunes, Yuri, Vitor e Jéssica.

"And a lean, silent figure slowly fades into
the gathering darkness, aware at last that
in this world, **with great power there
must also come—great responsibility**"

Stan Lee

RESUMO

O presente trabalho procura explicar os fundamentos e características do Slingram, método geofísico desenvolvido por Sture Werner e Alfred Holme e que serve como base para o EM34-3. O Slingram consiste de uma das aplicações do método eletromagnético indutivo, que envolve a propagação de campos eletromagnéticos de baixa frequência, logo não necessita de contato com o terreno, o que facilita a aquisição de dados. Ele apresenta duas bobinas que funcionam como um dipolo magnético e estas são deslocadas em conjunto ao longo do perfil, mantendo-se uma separação constante entre as mesmas, para uma dada frequência. Ao longo deste trabalho é possível compreender desde a teoria do método Slingram até o funcionamento do EM34-3, levando-se em consideração aspectos importantes, como por exemplo, a diferença entre os arranjos dos dipolos na horizontal e na vertical. Além disso, devido o dado real e aos modelos sintéticos apresentados e comentados ao longo da leitura, é possível que o leitor tenha um melhor entendimento deste método e desta ferramenta tão úteis para a geofísica.

Palavras-chaves: Slingram. EM34-3. Método indutivo. Dipolo vertical. Dipolo horizontal. Bobinas.

ABSTRACT

The current work seeks to explain the fundamentals and characteristics of Slingram, a geophysical method developed by Sture Werner and Alfred Holme and which serves as the basis for the EM34-3. The Slingram consists of one of the applications of the inductive electromagnetic method, which involves the propagation of low-frequency electromagnetic fields, so it does not require contact with the ground, which facilitates the acquisition of data. It has two coils that function as a magnetic dipole and these are shifted together along the geophysical log, maintaining a constant separation between them, for a given frequency. Throughout this work it is possible to understand from the Slingram method to the operation of the EM34-3, taking into account important aspects, such as the difference between the horizontal and vertical dipoles arrangements. In addition, due to the real data and the synthetic models presented and commented throughout the reading, it is possible that the reader has a better understanding of this method and as this tool is useful for geophysics.

Keywords: Slingram. EM34-3. Inductive electromagnetic method. Horizontal dipoles. Vertical dipoles. Coils.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

2.1 – Gráfico da relação do número de indução versus o campo H_z normalizado em % - DMV	19
2.2 – Gráfico da relação da condutividade aparente versus o campo H_z normalizado em % - DMV	19
2.3 – Gráfico da relação do número de indução versus o campo H_z normalizado em % - DMH	20
2.4 – Gráfico da relação da condutividade aparente versus o campo H_z normalizado em % - DMH	20
2.5 – Equipamento: EM34-3	21
2.6 – Comparação entre a condutividade real e a aparente, ambas em mS/m	24
2.7 – Gráfico entre a profundidade normalizada pelo espaçamento entre as bobinas versus sensibilidade relativa	25
2.8 – Gráfico entre a profundidade normalizada pelo espaçamento entre as bobinas versus resposta acumulativa	26
3.1 – a) Modelo geológico 1D; b) Gráfico da resistividade aparente versus espessura da primeira camada	28
3.2 – a) Modelo geológico 1; b) Pseudoseção de resistividade aparente 1	30
3.3 – a) Modelo geológico 2; b) Pseudoseção de resistividade aparente 2	31
3.4 – a) Modelo geológico 3; b) Pseudoseção de resistividade aparente 3	32
3.5 – a) Modelo geológico 4; b) Pseudoseção de resistividade aparente 4	33
3.6 – a) Modelo geológico 5; b) Pseudoseção de resistividade aparente 5	34
3.7 – a) Modelo geológico 6; b) Pseudoseção de resistividade aparente 6	35
4.1 – Mapa de localização dos perfis EM-34 (01 e 02).	37
4.2 – Gráfico (dados brutos) do perfil eletromagnético 01. Observa-se o início do perfil com valores de condutividade aparente elevados para os arranjos de investigação mais rasa.	38
4.3 – Gráfico (dados brutos) do perfil eletromagnético 02, evidenciando a boa correlação dos dados de arranjos diferentes (DH40 e DV20) com a mesma profundidade teórica de investigação.	38

4.4 – Seções eletromagnéticas referentes aos perfis 01 e 02 elaboradas no software Surfer 9.0 (Gridding Method kriging). No perfil 01, espaçamento entre as estações de aquisição foi de 40 metros, enquanto que no perfil 02 foi de 90 metros. Em ambas as seções foram utilizadas os seguintes dipolos (arranjos) com suas respectivas profundidades teóricas: DH10 (7,5 metros), DH20 (15 metros), DH40 (30 metros) e DV40 (60 metros). Na elaboração das seções foi usada a mesma escala de condutividade (palheta de cores) e mesma escala gráfica de x e y. . . . 39

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
2	METODOLOGIA	14
2.1	Dipolo magnético vertical	14
2.2	Teoria do método slingram	16
2.3	Equipamento	21
2.4	Configurações	23
3	TESTE SINTÉTICO	27
3.1	Modelo 1D	27
3.2	Modelos 2D	29
3.2.1	Modelo 1	29
3.2.2	Modelo 2	31
3.2.3	Modelo 3	32
3.2.4	Modelo 4	33
3.2.5	Modelo 5	34
3.2.6	Modelo 6	35
4	DADOS REAIS	36
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	40
	REFERÊNCIAS	41

1 INTRODUÇÃO

A Geofísica estuda os campos físicos da Terra, como por exemplo, o magnetismo, a gravidade, a propagação de ondas elásticas, entre outras, para investigar seu interior. Ela é dividida em métodos que estudam esses campos, buscando as soluções de problemas geofísicos e compreender o interior da Terra. Dentre esses métodos, tem-se os métodos eletromagnéticos que consistem em técnicas para se determinar a distribuição das propriedades eletromagnéticas em sub-superfície para fins de estudos geológicos (SPIES & FRISCHKNECHT, 1987). Entre as propriedades eletromagnéticas está a resistividade elétrica. Essa propriedade consiste na dificuldade que um corpo impõe à passagem, por ele, de corrente elétrica (ORELLANA, 1972). Existem alguns fatores que influenciam na resistividade das rochas, tais como: porosidade, permeabilidade, o modo como os poros são preenchidos com água (umidade), a concentração de eletrólitos dissolvidos na mistura e temperatura.

A resistividade é utilizada há bastante tempo quando se deseja mapear a geologia de um terreno (PALACKY, 1987). No entanto, a utilização do método geofísico eletrorresistivo no mapeamento geológico possui alguns pontos que diminuem a sua popularidade, como por exemplo: o tempo para realizar um levantamento, dificultando que haja um maior número de levantamentos realizados, reduzindo assim o número de informações obtidas. Além disso, para pequenas profundidades de exploração, uma anomalia não tão grande, mas localizada próxima aos eletrodos, pode provocar um erro considerável nos dados gerados.

O Método Eletromagnético Indutivo envolve a propagação de campos eletromagnéticos de baixa frequência e baseia-se nos fenômenos físicos de eletricidade e magnetismo. É um método que não necessita de eletrodos em contato com o terreno, o que aumenta muito a facilidade na aquisição de dados e permite a varredura de grandes áreas num curto espaço de tempo. Assim, buscando uma alternativa que explorasse as vantagens do eletromagnetismo e diminuísse as desvantagens dos métodos galvânicos, foram criados equipamentos que utilizam esta técnica (método indutivo) para pesquisas, o EM-31 e o EM-34, com os quais é possível fazer um mapeamento rápido e eficaz da condutividade do terreno.

O EM-34 consiste de um equipamento portátil para duas pessoas, que possui duas bobinas conectadas, além de uma fonte transmissora que produz uma corrente elétrica alternada de baixa frequência que, ao passar por uma bobina transmissora, cria um campo magnético primário nas imediações da bobina, que induz um fluxo de correntes secundárias (correntes parasitas ou correntes induzidas de Foucault) em qualquer condutor presente no subsolo (McNEILL, 1980a). Essas correntes secundárias, por sua vez, produzem um campo magnético secundário, que carrega informações

dos condutores da subsuperfície. O campo total resultante é detectado pela bobina receptora, e é usado para gerar estimativas da condutividade elétrica do subsolo.

Neste trabalho realizo a descrição do Método Eletromagnético empregando o EM-34, através da modelagem numérica dos campos de dipolo magnético e da implementação da função que gera a condutividade aparente do método. As características do método são analisadas através do estudo de alguns modelos representativos de ambientes geológicos de interesse da Geofísica Rasa e reforçados através de um estudo realizado por geofísicos no porto de Pecém-CE (MARTINS et al., 2012).

2 METODOLOGIA

2.1 Dipolo magnético vertical

O dipolo magnético vertical consiste de uma fonte que gera um campo de geometria intrinsecamente tridimensional, mas que apesar disso, ainda apresenta uma simetria de rotação em torno da direção do dipolo, que pode ser utilizado para reduzir a dimensionalidade do problema. Sendo um problema com geometria tridimensional e para ser transformado para um domínio espectral no qual a solução seja uma composição de ondas planas precisamos aplicar a transformada de Hankel, cujos núcleos não são funções trigonométricas, como na de Fourier, mas sim funções de Bessel de primeira espécie (ARFKEN, 1985).

Para a modelagem de métodos eletromagnéticos geofísicos deve-se partir das equações de Maxwell, apresentadas no domínio da frequência por:

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} + \eta E = \vec{J}_f, \quad (2.1)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} + \zeta \vec{H} = 0, \quad (2.2)$$

em que J_f é a densidade de corrente na fonte e ζ é a impeditividade ($\zeta = i\omega\mu$) e η é a admitividade ($\eta = \sigma + i\omega\epsilon$). O campo secundário é a diferença entre o campo total do modelo completo e o campo primário (HOHMANN, 1987), sendo assim, pode-se considerar E^p , E^s , H^p , H^s , além das propriedades η^p , η^s , ζ^p e ζ^s , com as quais encontram-se as equações que 2.3 e 2.4 que governam o comportamento dos campos primários em um meio estratificado 1D.

$$\vec{\nabla} \times H^p + \eta^p \vec{E}^p = \vec{J}_f^p, \quad (2.3)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{E}^p + \zeta^p \vec{H}^p = 0. \quad (2.4)$$

Define-se J_f^p , que é a componente radial do vetor densidade de corrente, como:

$$J_f^p = I(\omega) \frac{a\delta(r-a)\delta(z-h_0)}{r}. \quad (2.5)$$

Para solucionar este tipo de problema é necessário encontrar o campo gerado pela fonte num meio homogêneo infinito, para depois usar a solução como campo incidente

sobre o meio estratificado (WARD & HOHMANN, 1987). Utilizando as equações 2.3 e 2.4 e aplicando a transformada de Hankel de primeira ordem, chega-se à equação diferencial para um meio homogêneo ilimitado, 2.6:

$$\frac{d^2 \hat{E}_\phi^p}{dz^2} - u^2 \hat{E}_\phi^p = \zeta_p I(\omega) a J_1(k_r a) \delta(z), \quad (2.6)$$

No domínio da transformada de Hankel, a solução é dada por

$$\hat{E}_\phi^p(k_r, z) = \begin{cases} \frac{-\zeta_p I(\omega) a J_1(k_r a) e^{u(z-h_0)}}{2u} & \text{se } z \leq h_0; \\ \frac{-\zeta_p I(\omega) a J_1(k_r a) e^{-u(z-h_0)}}{2u} & \text{se } h_0 < z. \end{cases}$$

Possuindo a solução a mesma forma da solução do problema de ondas planas (fonte mais simples), pode-se tratar a solução anterior como tal, no qual ela é usada como campo incidente sobre um meio estratificado, a partir do qual é calculada a solução para cada camada considerando-se as reflexões nas interfaces. Com isso, utilizando a mesma lógica do problema de ondas planas (WARD & HOHMANN, 1987), é possível encontrar as expressões dos campos $\hat{E}_\phi(k_r, z)$ e $\hat{H}_r(k_r, z)$, no meio de camadas. Levando-se em conta uma fonte posicionada em uma altura $h_0 \leq 0$ sobre um meio de N camadas, tem que:

$$\hat{E}_{\phi(0)}^p(k_r, z) = T_E^{(0)}(e^{u_0(z-h_0)} + R_{TE}^{(0)}e^{u_0(z+h_0)}), \quad z \leq h_0 \leq 0 \quad (2.7)$$

$$\hat{E}_{\phi(0)}^p(k_r, z) = T_E^{(0)}(e^{-u_0(z-h_0)} + R_{TE}^{(0)}e^{u_0(z+h_0)}), \quad h_0 \leq z \leq 0 \quad (2.8)$$

$$\hat{E}_{\phi(j)}^p(k_r, z) = T_E^{(j)}(e^{-u_j(z-z_{j-1})} + R_{TE}^{(0)}e^{u_j(z-z_{j-1})}), \quad j = 1, \dots, N-1 \quad (2.9)$$

$$\hat{E}_{\phi(N)}^p(k_r, z) = T_E^{(N)}e^{-u_N(z-z_{N-1})}, \quad z \geq z_n \quad (2.10)$$

$$\hat{H}_{r(0)}^p(k_r, z) = \chi_0 T_E^{(0)}(e^{u_0(z-h_0)} + R_{TE}^{(0)}e^{u_0(z+h_0)}) \quad z \leq h_0 \leq 0 \quad (2.11)$$

$$\hat{H}_{r(0)}^p(k_r, z) = -\chi_0 T_E^{(0)}(e^{-u_0(z-h_0)} - R_{TE}^{(0)}e^{u_0(z+h_0)}) \quad h_0 \leq z \leq 0 \quad (2.12)$$

$$\hat{H}_{r(j)}^p(k_r, z) = -\chi_j T_E^{(j)}(e^{-u_j(z-z_{j-1})} - R_{TE}^{(0)}e^{u_j(z-z_{j-1})}), \quad j = 1, \dots, N-1 \quad (2.13)$$

$$\hat{H}_{r(N)}^p(k_r, z) = -\chi_N T_E^{(N)}e^{-u_N(z-z_{N-1})}, \quad z \geq z_n, \quad (2.14)$$

no qual T_E é o coeficiente de transmissão, R_{TE} é o coeficiente de reflexão e χ é a admitância intrínseca.

Após se obter as expressões para os campos no domínio (k_r, z) , retorna-se ao domínio (r, z) , aplicando a transformada inversa de Hankel. Com isso:

$$E_{\phi}^p(r, z) = \int_0^{\infty} \hat{E}_{\phi}^p(k_r, z) J_1(k_r, r) k_r dk_r, \quad (2.15)$$

$$H_{\phi}^p(r, z) = \int_0^{\infty} \hat{H}_r^p(k_r, z) J_1(k_r, r) k_r dk_r, \quad (2.16)$$

$$H_z^p(r, z) = \frac{-1}{\zeta_p} \int_0^{\infty} \hat{E}_{\phi}^p(k_r, z) k_r^2 J_0(k_r r) dk_r. \quad (2.17)$$

2.2 Teoria do método slingram

Os métodos eletromagnéticos possuem uma enorme variedades de usos e aplicações baseados na metodologia utilizada, podendo ser galvânicos ou indutivos. Um exemplo muito utilizado dentro dos métodos indutivos é o Slingram, método que foi desenvolvido por Sture Werner e Alfred Holm em 1936 (PARASNIS, 1989).

Para o slingram e quase todos os métodos EM, as fontes operam em baixa frequência ($< 10^5$ Hz) e, para a maioria dos materiais geológicos, nos quais a condutividade varia entre 10^{-4} e 1 S/m, as correntes de deslocamento são muito menores do que as correntes de condução ($\omega\epsilon_0 \ll \sigma$) (RIJO, 2005).

O método slingram consiste em duas bobinas, uma transmissora e uma receptora, que funcionam como um dipolo magnético e que são deslocadas em conjunto ao longo do perfil, com uma separação constante entre elas e para uma dada frequência da fonte.

Quando a fonte é um dipolo magnético (vertical ou horizontal) colocado na superfície de um semi-espaco homogêneo, com a condutividade do ar sendo considerada nula e considerando a permeabilidade magnética do vácuo, as componentes do campo magnético na superfície podem ser calculadas através de soluções analíticas. Estas soluções são usadas para a dedução da equação da condutividade aparente utilizada no método Slingram e, por consequencia, no EM34-3, no qual θ é o número de indução (parâmetro adimensional usado para caracterizar a resposta de indução eletromagnética) (McNEILL, 1980a):

$$\theta = s \sqrt{\frac{\omega \mu_0 \sigma}{2}}. \quad (2.18)$$

no qual em 2.18 tem-se ω como a frequência angular, σ como a condutividade, μ_0 como a permeabilidade magnética do vácuo e s como o espaçamento entre as bobinas.

H_p é o campo primário que funciona como um fator de normalização devido ao acoplamento das bobinas e H_v é o campo magnético vertical e H_h é o campo magnético horizontal, de acordo com o arranjo das bobinas. As soluções analíticas são

mostradas a seguir:

$$\frac{H_v}{H_p} = \frac{2}{[(1+i)\theta]^2} \left[9 - (9 + 9(1+i)\theta + 4[(1+i)\theta]^2 + [(1+i)\theta]^3) e^{-(1+i)\theta} \right], \quad (2.19)$$

$$\frac{H_h}{H_p} = \frac{2}{[(1+i)\theta]^2} \left[-3 + [(1+i)\theta]^2 + (3 + 3(1+i)\theta + [(1+i)\theta]^2) e^{-(1+i)\theta} \right]. \quad (2.20)$$

Sabendo que a série de Taylor da função exponencial é dada por

$$e^x = \sum_0^{\infty} \left(\frac{x^n}{n!} \right), \quad (2.21)$$

os campos magnéticos podem ser escritos na forma de uma série de potências em termos do número de indução. Expandindo as potências presentes nas equações 2.19 e 2.20 até o quinto termo, encontramos a relação 2.22

$$e^{-\gamma} = 1 - \gamma + \frac{\gamma^2}{2} - \frac{\gamma^3}{6} + \frac{\gamma^4}{24}, \quad (2.22)$$

sendo γ um termo em função do número de indução dado por

$$\gamma = (1+i)\theta, \quad (2.23)$$

Escolhendo o campo magnético vertical 2.19 como base e substituindo a relação 2.23, obtém-se a relação do campo quando se expande em séries de potência 2.24

$$\frac{H_v}{H_p} = \frac{2}{\gamma^2} \left[9 - (9 + 9\gamma + 4\gamma^2 + \gamma^3) \left(1 - \gamma + \frac{\gamma^2}{2} - \frac{\gamma^3}{6} + \frac{\gamma^4}{24} \right) \right]. \quad (2.24)$$

Na condição de baixo número de indução ($\theta \ll 1$) se faz necessário considerar apenas os dois primeiros termos, tendo em vista que para um θ muito pequeno, as suas potências se tornam números próximos de zero. Com isso é possível substituir 2.23 em 2.24, encontrando

$$\frac{H_v}{H_p} = 1 + \frac{[(1+i)\theta]^2}{4}. \quad (2.25)$$

Sendo a equação 2.25 formada por componentes em fase (real) e quadratura (imagi-

nário) e sabendo que a parte real é constante e igual a 1, não possuindo informação da subsuperfície. Utilizando somente a parte imaginária do campo magnético vertical, temos:

$$\left(\frac{H_v}{H_p}\right)_{quad.} = \frac{[(1+i)\theta]^2}{4}. \quad (2.26)$$

Fazendo as relações matemáticas necessárias, é possível encontrar, através da equação 2.26 e com base no LIN (do inglês Low Induction Number), a condutividade aparente, dada por

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left(\frac{H_v}{H_p}\right)_{quad.}, \quad (2.27)$$

no qual ω é a frequência angular e μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo.

Tendo em vista o conceito de número de indução, o equipamento EM-34 permite a operação em três configurações, cada uma operando em uma dada frequência e um espaçamento fonte-receptor escolhidos de modo que as três operam no mesmo número de indução independentemente da condutividade do semi-espaço.

Tendo em mente que o campo magnético total H_z é dado pela soma dos componentes primário H_p e secundário H_s (H_v ou H_h) é possível utilizar a equação 2.28 para se obter a relação, em porcentagem, entre o campo secundário e o primário.

O campo magnético primário é aquele induzido pela corrente que passa pela bobina transmissora, por isso é possível se ter o valor exato do mesmo. Já o campo magnético secundário é calculado subtraindo o campo total pelo campo magnético primário observado

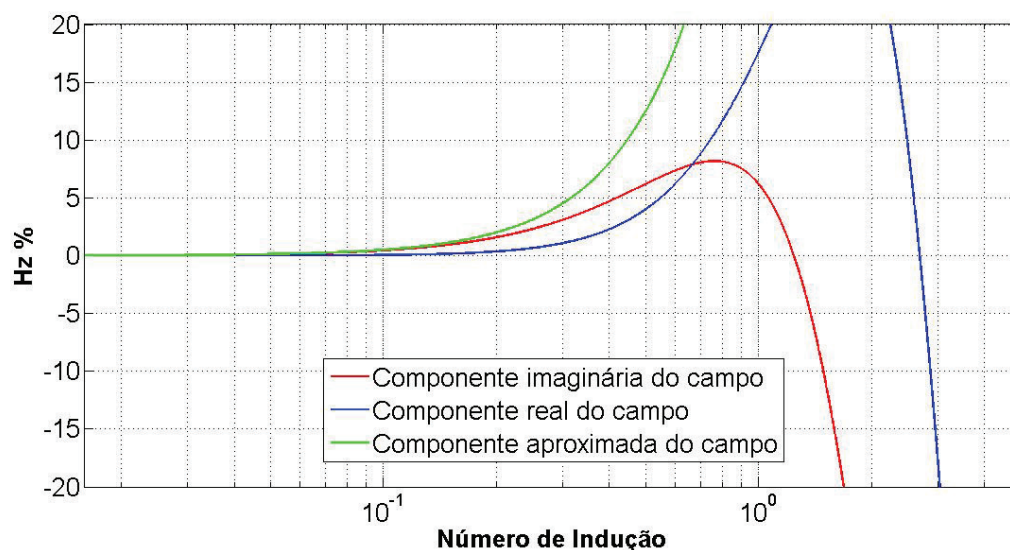
$$OP(\%) = \text{Im}g \left(\frac{H_z - H_p}{H_p} \right) \times 100. \quad (2.28)$$

no qual em 2.28, $H_z - H_p$ significa que se tem apenas o campo que vem da subsuperfície (secundário) e H_p serve para cortar o momento de dipolo.

Os gráficos 2.1, 2.2, 2.3 e 2.4 demonstram a relação do número de indução ou da condutividade aparente em relação ao campo secundário normalizado em porcentagem. Pode-se perceber que a condição na qual o número de indução seja muito menor que 1 é satisfeita, pois para um valor de até 0.5 no número de indução e de 10 mS/m na condutividade aparente, a resposta dada pela equação 2.28 é próxima a 0%, o que torna os valores encontrados mais resistivos, melhorando a resposta do equipamento. Para gerar os gráficos foram escolhidos o espaçamento entre as bobinas de 20 metros e a sua frequência padrão de 1600 Hz.

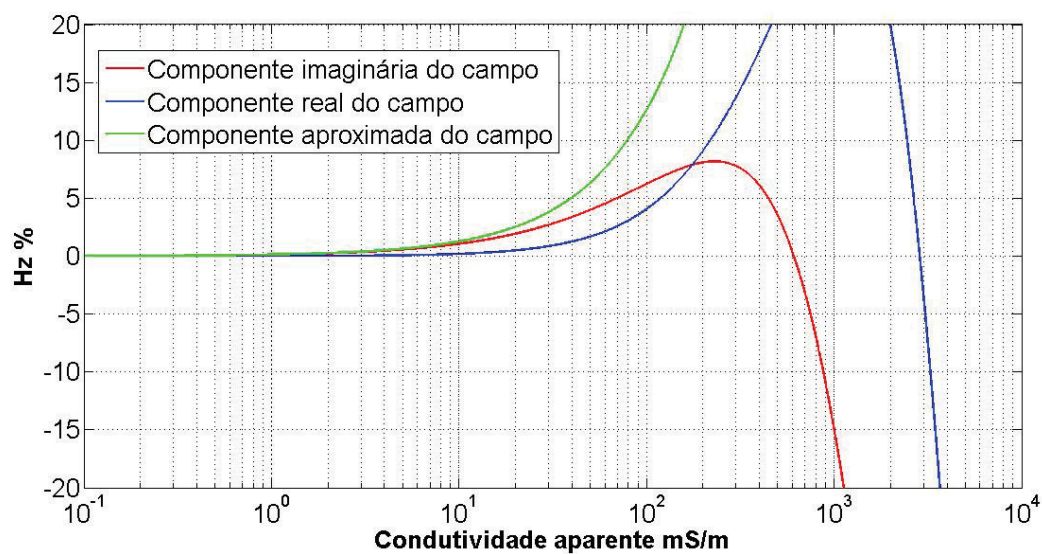
Primeiramente se tem o dipolo magnético vertical, Figuras 2.1 e 2.2, e depois o dipolo magnético horizontal, Figuras 2.3 e 2.4.

Figura 2.1 – Gráfico da relação do número de indução versus o campo H_z normalizado em % - DMV



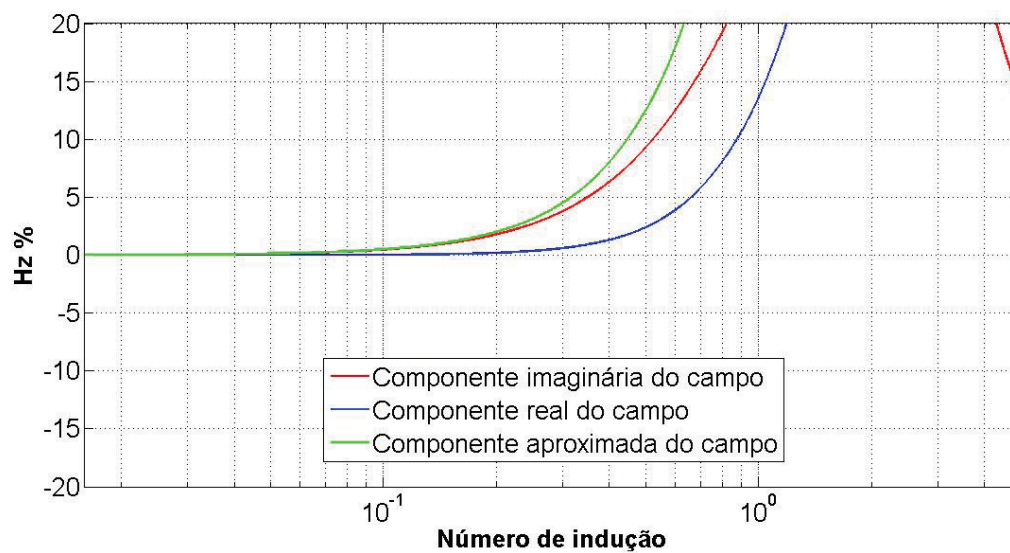
Fonte: Do autor

Figura 2.2 – Gráfico da relação da condutividade aparente versus o campo H_z normalizado em % - DMV



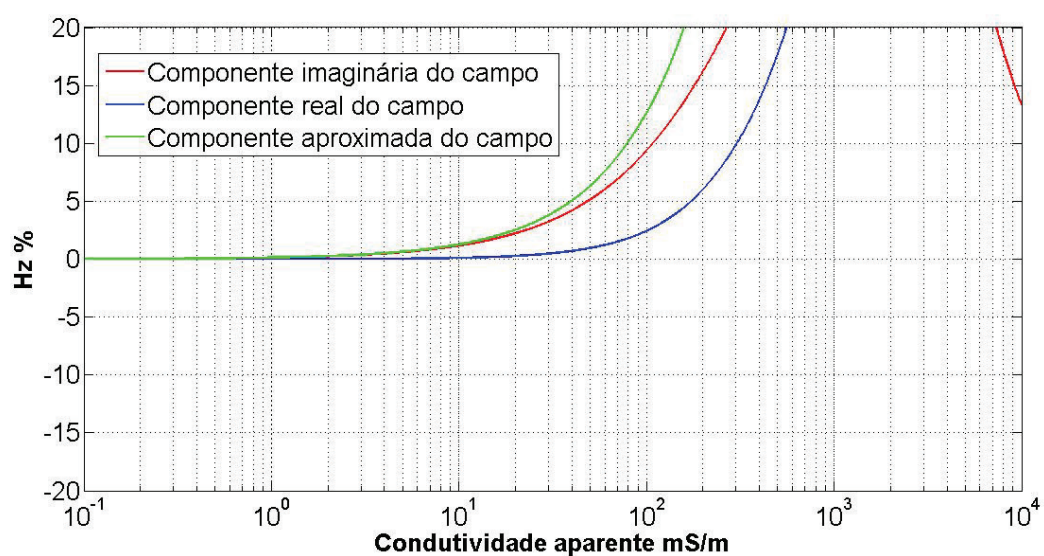
Fonte: Do autor

Figura 2.3 – Gráfico da relação do número de indução versus o campo H_z normalizado em % - DMH



Fonte: Do autor

Figura 2.4 – Gráfico da relação da condutividade aparente versus o campo H_z normalizado em % - DMH



Fonte: Do autor

2.3 Equipamento

O EM34-3 pode ser usado para: mapeamento geológico geral (tipos de solo, zonas de falhas e fraturas, etc), exploração arqueológica, mapear intrusões salinas, entre outras aplicações, Figura 2.5. É um equipamento que opera em baixo número de indução (LIN). A operação do aparelho EM34-3 é feita da seguinte maneira: após escolha do espaçamento de referência, e com isso da frequência associada a mesma, a separação entre as bobinas é mantida fixa e elas são movidas ao longo de um perfil a intervalos discretos (REYNOLDS, 2011). O ponto de referência para a medida é o centro entre as bobinas. Entre as bobinas, existe um cabo no qual o sinal emitido pela bobina transmissora chega até a bobina receptora, sendo que os dados que chegam no receptor são das informações apenas do campo secundário em termos das componentes em fase (real) ou quadratura (imaginária), ao invés de um campo total resultante. Esta separação só ocorre devido a um compensador do sinal primário que permite a anulação do mesmo.

Figura 2.5 – Equipamento: EM34-3



Fonte: <https://www.geomatrix.co.uk/land-products/electromagnetic/em34-3/>

A distância entre as bobinas pode ser de 10, 20 ou 40 metros, escolhidas de acordo com o interesse de exploração. Cada distancia possui uma frequência própria, sendo elas respectivamente 6400, 1600 e 400 Hz. Os dipolos podem ser arranjados verticalmente ou horizontalmente, e de acordo com o arranjo e o espaço entre as bobinas, tem-se uma maior ou menor profundidade. No EM34-3, a profundidade de investigação declarada no manual do equipamento é de cerca de 0,75 vezes o espaçamento entre as bobinas para o arranjo de bobinas coplanar vertical (dipolo horizontal) e 1,5 vezes para o arranjo coplanar horizontal (dipolo vertical), como mostra a tabela 2.1 (McNEILL, 1980a).

Tabela 2.1 – Propriedades do EM34-3

Espaçamento entre bobinas (m)	Profundidade de exploração (m)		Frequência (Hz)
	Dipolo horizontal	Dipolo vertical	
10	7,5	15	6400
20	15	30	1600
40	30	60	400

Fonte: (McNEILL, 1980a)

Quando se busca realizar uma investigação em subsuperfície, utilizando o equipamento EM34-3, é necessário seguir alguns procedimentos e cuidados para minimizar ruídos nas medidas, que podem ser causados por exemplo, por linhas de energia, tubos enterrados, edifícios ou condutores artificiais (McNEILL, 1980b).

O primeiro cuidado que se deve tomar é verificar se a área é livre de interferências. Só após isso que se escolhe o espaçamento entre as bobinas (10, 20 ou 40 metros) e o arranjo que vai ser utilizado de acordo com o interesse de investigação.

Outros cuidados que devem ser tomados são: verificar se o cabo que liga as bobinas está bem conectado, se o display transmissor está com as suas configurações corretas, manter a bateria do equipamento protegida e em bom estado, posicionar a bobina transmissora longe de equipamentos metálicos estranhos ao aparelho, além de posicionar as bobinas da melhor maneira possível para que fiquem no mesmo plano.

Tratando-se da leitura dos dados, para cada nova estação, a bobina transmissora deve-se manter na mesma posição até o final da medição, enquanto a bobina receptora deve apresentar em seu medidor de “separação” uma leitura próxima a zero. Além disso, visando minimizar os erros de leitura, principalmente para aquelas mais sensíveis, é necessário manter os display da transmissora e da receptora afastados entre 0,7 e 1 metro das suas respectivas bobinas.

Entre as principais vantagens de se utilizar o EM34-3, se tem o fato de que ele baseia-se no LIN (Low Induction Number), o que possibilita a facilidade de aquisição de dados, a realização de leituras em diferentes profundidades, a possibilidade de varrer grandes áreas num curto espaço de tempo e a versatilidade do equipamento

no campo. No entanto, se deve ter o cuidado de evitar áreas que possam produzir ruídos que atrapalhem na investigação, gerando valores de condutividade aparente incoerentes. Como principal exemplo dessas áreas cujo estudo é prejudicado, tem-se as regiões urbanas, pois estas possuem grandes causadores de ruídos, tais como estruturas metálicas e fios de alta tensão, que interferem na eficiência do aparelho.

2.4 Configurações

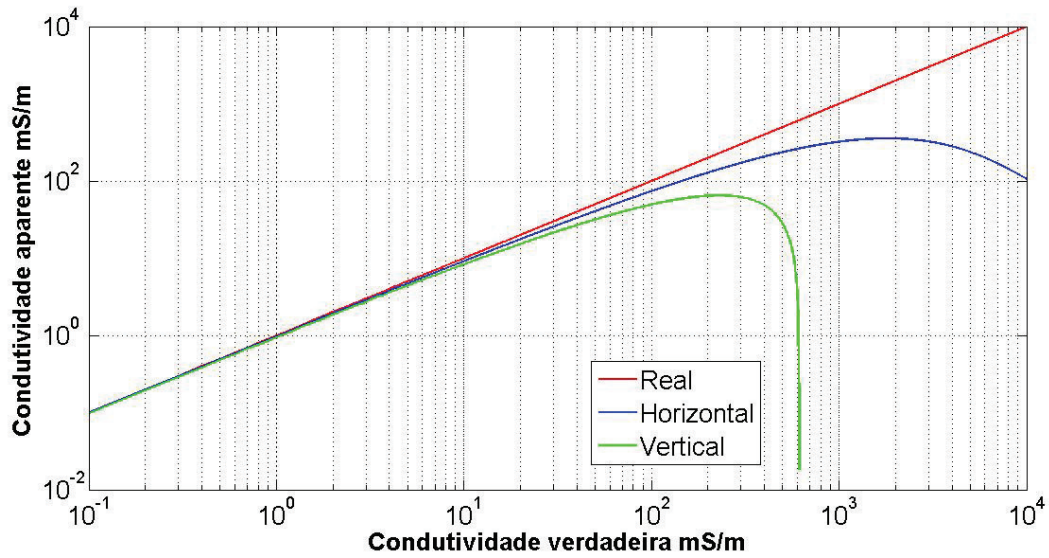
Como explicado anteriormente, o EM34-3 possui duas configurações de acordo com os dipolos, vertical e horizontal, em que as bobinas podem ser posicionadas de acordo com o interesse do estudo. Elas possuem vantagens e desvantagens, uma em relação a outra, que necessitam ser conhecidas para que seja possível obter dados com a melhor qualidade possível.

O dipolo magnético vertical é menos sensível a variações laterais de condutividade e é mais sensível ao desalinhamento das bobinas, se comparado ao dipolo magnético horizontal. Isto ocorre devido ao fato de que para o primeiro arranjo de funcionamento, o campo magnético secundário (quadratura) possui aproximadamente 45° em relação à horizontal, fazendo com que um erro de desalinhamento das bobinas e, por consequência, um erro no cosseno na condutividade aparente seja na ordem de $\cos(\theta + 45^\circ)$ o que causa uma maior sensibilidade para o não alinhamento das bobinas. O dipolo magnético horizontal por sua vez possui um campo magnético secundário perpendicular ao plano da bobina receptora, fazendo com que o erro de alinhamento das bobinas seja θ e, em função disso, o erro do cosseno da condutividade aparente seja de $\cos(\theta)$. Vale destacar, no entanto, que independente do arranjo das bobinas é importante sempre deixá-las do modo mais coplanar possível visando à obtenção de dados mais precisos.

Outra característica que é mais severa para o dipolo magnético vertical do que para o horizontal está no fato de que quanto maior é o valor da condutividade do terreno, menos fiel é a relação entre o valor encontrado e o real da condutividade, como pode ser visualizado na Figura 2.6.

A Figura 2.6 mostra um gráfico que apresenta a relação entre a condutividade real e a aparente, calculada através da equação 2.27. Com a figura fica mais evidente que conforme a condutividade real é aumentada, a condutividade aparente calculada vai perdendo precisão para os dois tipos de configuração, devido ao fato de que no LIN as medidas apresentam melhores resultados para alta resistividade. No entanto, como dito anteriormente, o arranjo vertical possui uma queda mais severa que o horizontal, pois o primeiro tende a valores negativos de resistividade para altos valores e começa a apresentar essa tendência, nos dados encontrados, a partir de 700 mS/m na condutividade real e 60 a 70 mS/m para os valores indicados no equipamento, enquanto o

Figura 2.6 – Comparação entre a condutividade real e a aparente, ambas em mS/m



Fonte: do autor

segundo começa a apresentar informações ruins para condutividades aparentes entre 100 e 200 mS/m.

Além da variação lateral mencionada anteriormente, o dipolo magnético horizontal é mais sensível em relação a variações de material em profundidade, sendo melhor tanto quanto mais próximo ele está da superfície. No entanto, conforme se estuda áreas mais profundas, o dipolo vertical se torna mais eficiente. Para deixar mais claro essa característica que os dipolos do EM34-3 apresentam, se pode utilizar as equações da sensibilidade relativa (ϕ) (McNEILL, 1980a). Estas equações são aplicadas para um modelo no qual se tem uma fina camada e calculam a contribuição do campo magnético secundário em função da profundidade normalizada pelo espaçamento entre as bobinas.

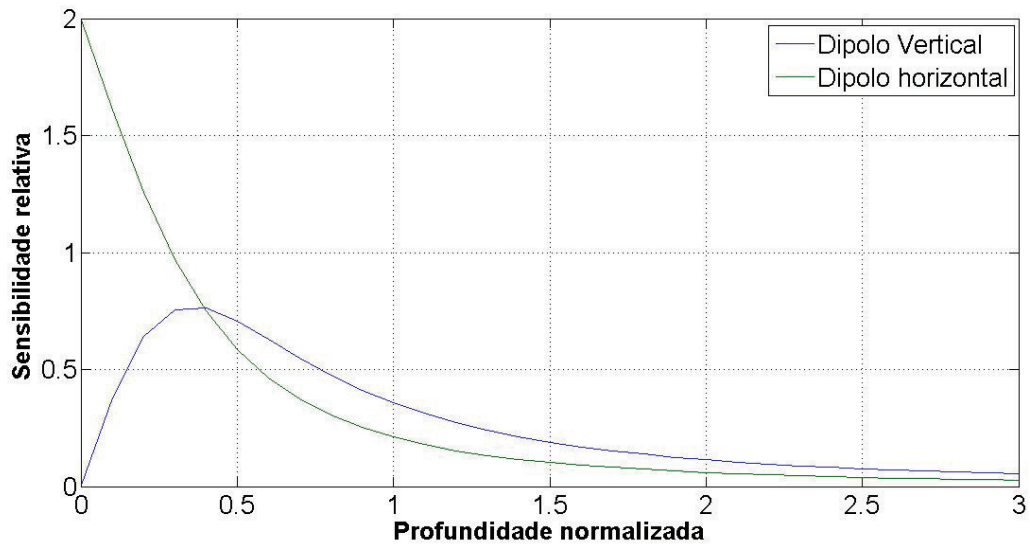
$$\phi_v(z) = \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{\frac{3}{2}}}, \quad (2.29)$$

$$\phi_h(z) = 2z - \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{\frac{1}{2}}}. \quad (2.30)$$

Com as equações 2.29 e 2.30 é possível gerar a Figura 2.7, que serve como demonstração de como as informações geradas pelo EM34-3 se comportam de acordo com o dipolo e a profundidade.

Outras equações que derivam das 2.29 e 2.30 são as que determinam a resposta acumulativa R (McNEILL, 1980a). A resposta acumulativa é uma relação que tem por

Figura 2.7 – Gráfico entre a profundidade normalizada pelo espaçamento entre as bobinas versus sensibilidade relativa



Fonte: do autor

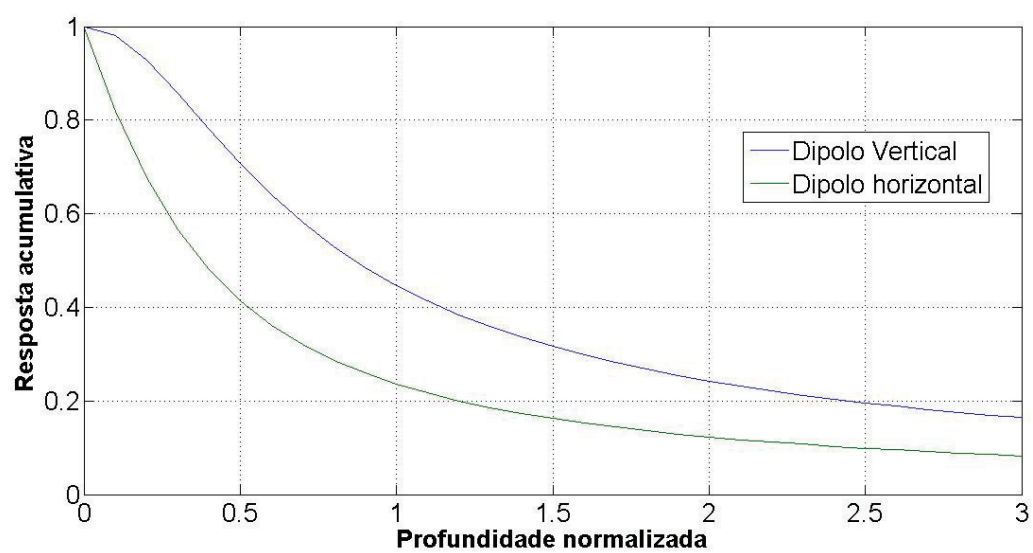
objetivo demonstrar a profundidade de exploração efetiva, em função de uma profundidade normalizada pelo espaçamento entre as bobinas. O resultado destas funções comportam-se como a soma de cada contribuição do campo magnético secundário.

$$R_v(z) = \frac{1}{4z^2 + 1^{\frac{1}{2}}}, \quad (2.31)$$

$$R_h(z) = (4z^2 + 1)^{\frac{1}{2}} - 2z. \quad (2.32)$$

Com as funções 2.31 e 2.32 é possível entender melhor como cada configuração do EM34-3 se comporta com a profundidade, como mostra a Figura 2.8, na qual se pode perceber que o dipolo magnético vertical tem aproximadamente duas vezes a profundidade de exploração efetiva se comparado ao dipolo magnético horizontal.

Figura 2.8 – Gráfico entre a profundidade normalizada pelo espaçamento entre as bobinas versus resposta acumulativa



Fonte: do autor

3 TESTE SINTÉTICO

3.1 Modelo 1D

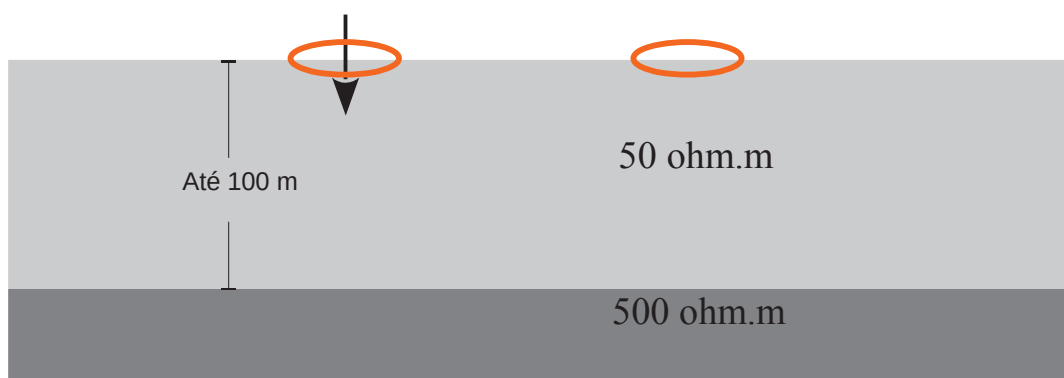
Uma maneira eficaz de mostrar o potencial do método SLINGRAM e do EM34-3 é realizando testes que simulem situações reais no cotidiano de um geofísico. Para isso, pode-se considerar um modelo estratificado, no qual são atribuídas informações sintéticas que funcionam como dados de entrada para a simulação.

A Figura 3.1a é um modelo formado por duas camadas, na qual a primeira camada possui resistividade igual a 50 ohm.m e a sua espessura varia, começando em 2 m e indo até 100 m, com uma variação de 2 em 2 metros.

A Figura 3.1a serve para mostrar como dipolo magnético vertical do EM34-3 funciona para um modelo estratificado. Considerando as frequências e os espaçamentos característicos do equipamento, pode-se ver, através da Figura 3.1b, como a resistividade aparente obtida pelo equipamento se comporta para a Figura 3.1a. As curvas mostram como a resistividade se comporta conforme a primeira camada se torna mais espessa.

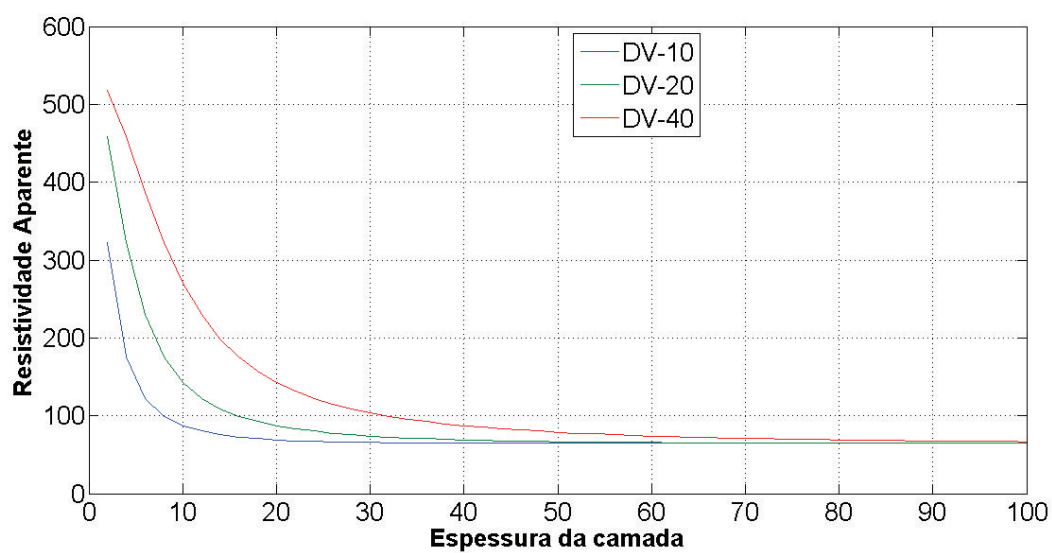
Figura 3.1 – a) Modelo geológico 1D; b) Gráfico da resistividade aparente versus espessura da primeira camada

(a)



Fonte: do autor

(b)



Fonte: do autor

3.2 Modelos 2D

As seções eletromagnéticas presentes neste capítulo só foram possíveis de serem geradas graças ao programa de modelagem 2D desenvolvido pelos alunos da Pós-Graduação em Geofísica da UFPA, Érico Tenório França e Ivaldevingles Rodrigues de Souza Junior.

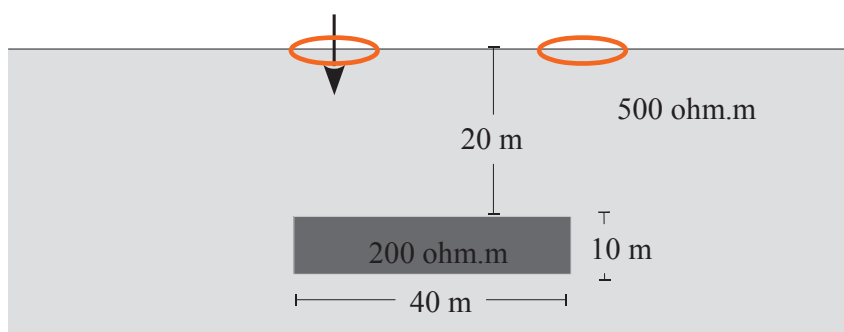
3.2.1 Modelo 1

A Figura 3.2a é um modelo formado por um semiespaço com resistividade de 500 ohm.m, no qual encontra-se um corpo na profundidade de 20 m, com resistividade de 200 ohm.m e apresentando as dimensões de 40 m na direção do eixo x e 10 m na direção do eixo z.

Tratando do levantamento, as bobinas são posicionadas na superfície e as medidas são obtidas utilizando os três espaçamentos e frequências do equipamento. A posição do centro do arranjo vai de -120 m até 120 m, variando de 10 em 10 m. A seção eletromagnética 3.2b apresentou zonas mais resistivas localizadas nos extremos, coerentes com a resistividade do semi-espaco, e zonas mais condutivas próximas ao corpo.

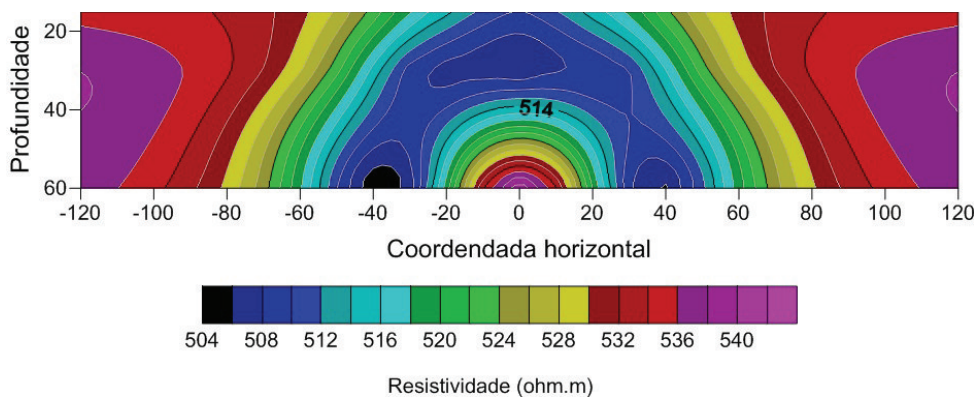
Figura 3.2 – a) Modelo geológico 1; b) Pseudoseção de resistividade aparente 1

(a)



Fonte: do autor

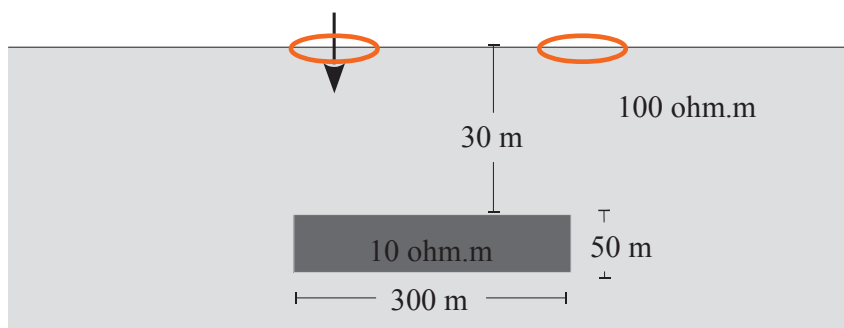
(b)



Fonte: do autor

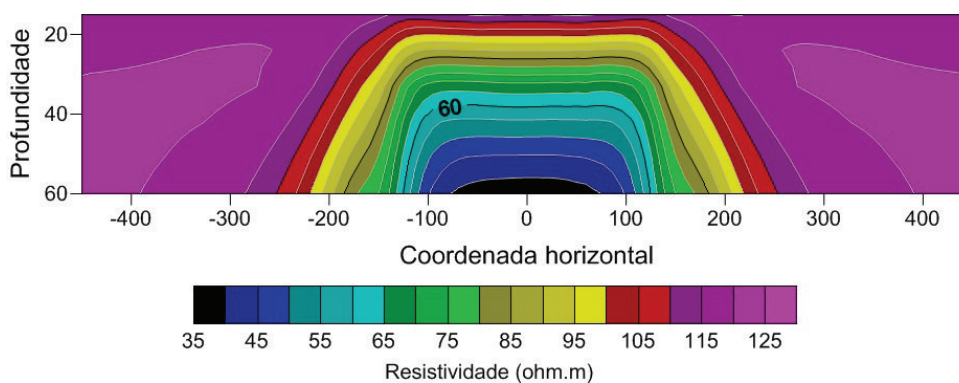
Figura 3.3 – a) Modelo geológico 2; b) Pseudoseção de resistividade aparente 2

(a)



Fonte: do autor

(b)



Fonte: do autor

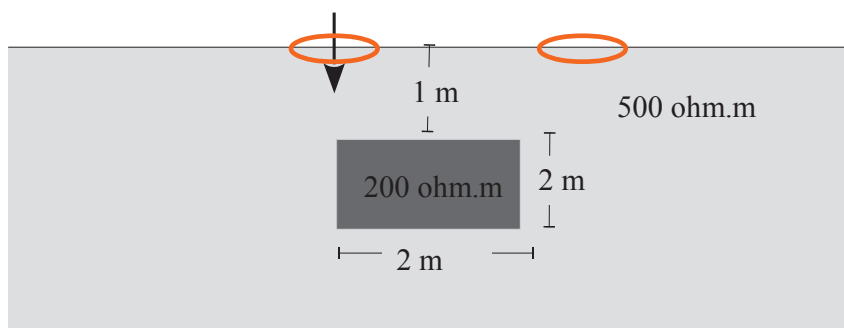
3.2.2 Modelo 2

A Figura 3.3a é um modelo formado por um semiespaço com resistividade de 100 ohm.m, no qual encontra-se um corpo na profundidade de 30 m, com resistividade de 10 ohm.m e apresentando as dimensões de 300 m na direção do eixo x e 50 m na direção do eixo z.

Tratando do levantamento, as bobinas são posicionadas na superfície e as medidas são obtidas utilizando os três espaçamentos e frequências do equipamento. A posição do centro do arranjo vai de -450 m até 450 m, variando de 10 em 10 m. A seção eletromagnética 3.3b apresentou zonas mais resistivas localizadas nos extremos, coerentes com a resistividade do semi-espaco, e zonas mais condutivas próximas ao corpo.

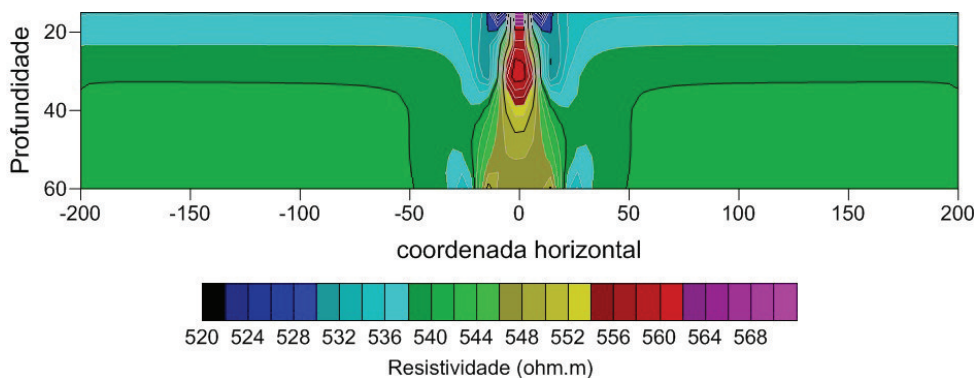
Figura 3.4 – a) Modelo geológico 3; b) Pseudoseção de resistividade aparente 3

(a)



Fonte: do autor

(b)



Fonte: do autor

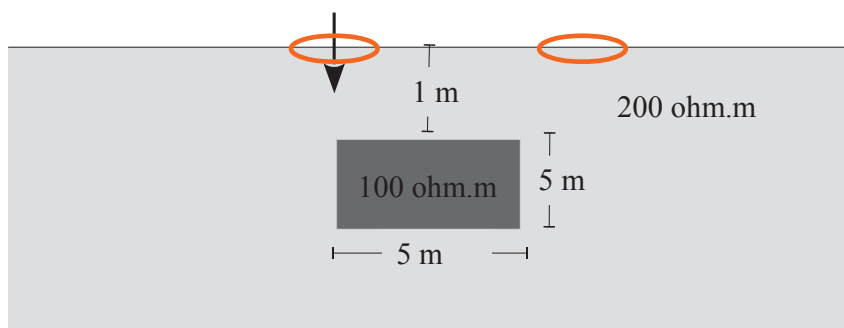
3.2.3 Modelo 3

A Figura 3.4a é um modelo formado por um semiespaço com resistividade de 500 ohm.m, no qual encontra-se um corpo na profundidade de 1 m, com resistividade de 200 ohm.m e apresentando as dimensões de 2 m na direção do eixo x e 2 m na direção do eixo z.

Tratando do levantamento, as bobinas são posicionadas na superfície e as medidas são obtidas utilizando os três espaçamentos e frequências do equipamento. A posição do centro do arranjo vai de -200 m até 200 m, variando de 5 em 5 m. A seção eletromagnética 3.4b apresentou zonas com resistividade próxima ao valor original do semiespaço, coerentes com a resistividade do semi-espaço, apresentando uma pequena variação na região próxima ao corpo, com um pequeno aumento dos valores encontrados.

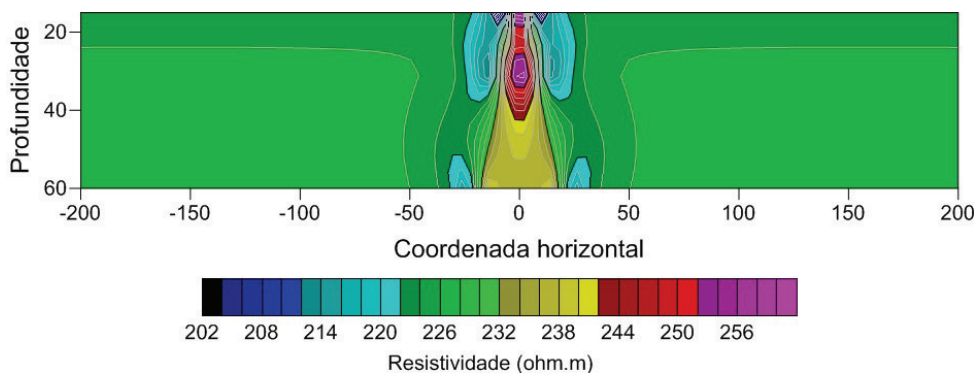
Figura 3.5 – a) Modelo geológico 4; b) Pseudoseção de resistividade aparente 4

(a)



Fonte: do autor

(b)



Fonte: do autor

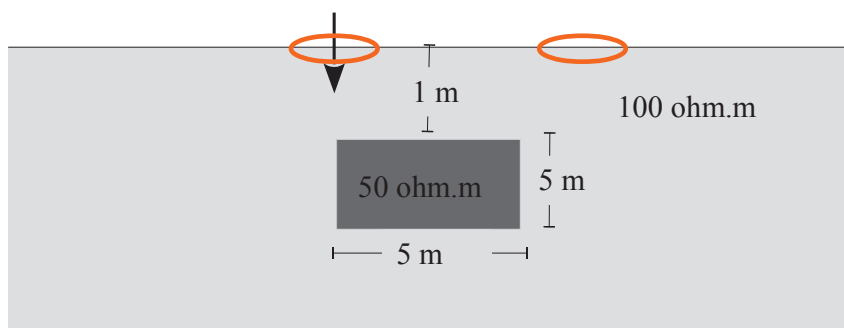
3.2.4 Modelo 4

A Figura 3.5a é um modelo formado por um semiespaço com resistividade de 200 ohm.m, no qual encontra-se um corpo na profundidade de 1 m, com resistividade de 100 ohm.m e apresentando as dimensões de 5 m na direção do eixo x e 5 m na direção do eixo z.

Tratando do levantamento, as bobinas são posicionadas na superfície e as medições são obtidas utilizando os três espaçamentos e frequências do equipamento. A posição do centro do arranjo vai de -200 m até 200 m, variando de 5 em 5 m. A seção eletromagnética 3.5b apresentou zonas com resistividade próxima ao valor original do semiespaço, coerentes com a resistividade do semi-espço, apresentando uma pequena variação na região próxima ao corpo.

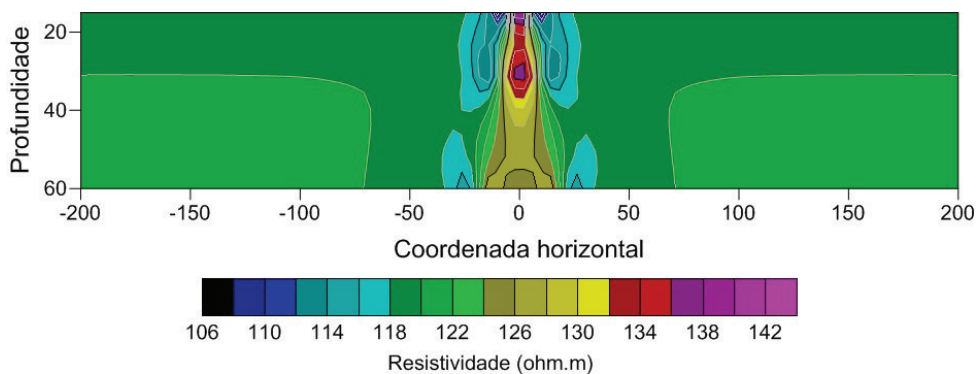
Figura 3.6 – a) Modelo geológico 5; b) Pseudoseção de resistividade aparente 5

(a)



Fonte: do autor

(b)



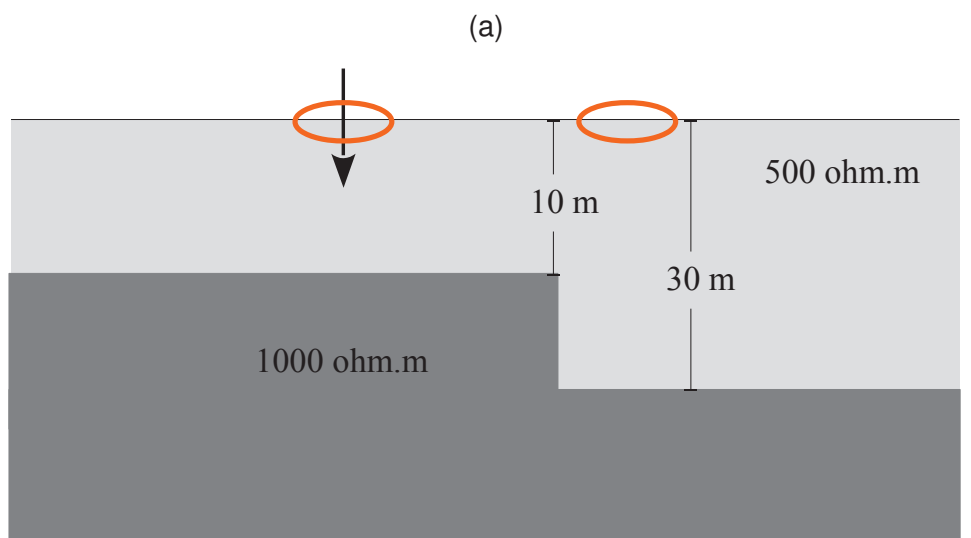
Fonte: do autor

3.2.5 Modelo 5

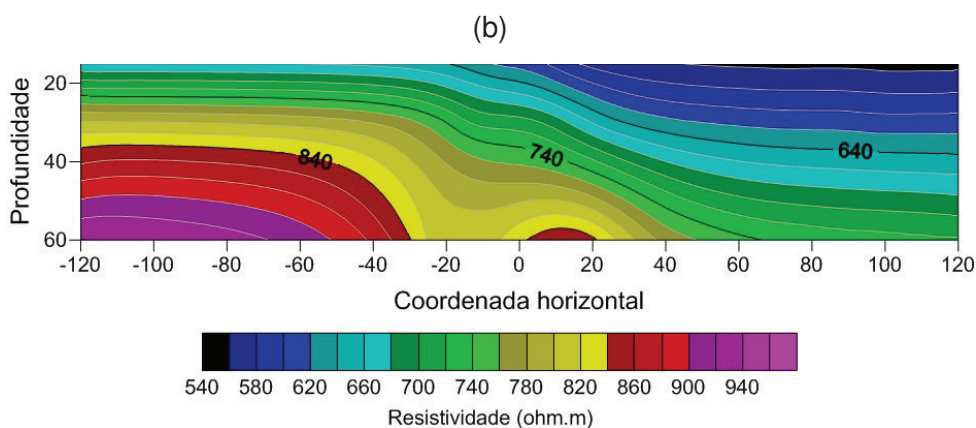
A Figura 3.6a é um modelo formado por um semiespaço com resistividade de 100 ohm.m, no qual encontra-se um corpo na profundidade de 1 m, com resistividade de 50 ohm.m e apresentando as dimensões de 5 m na direção do eixo x e 5 m na direção do eixo z.

Tratando do levantamento, as bobinas são posicionadas na superfície e as medições são obtidas utilizando os três espaçamentos e frequências do equipamento. A posição do centro do arranjo vai de -200 m até 200 m, variando de 5 em 5 m. A seção eletromagnética 3.6b apresentou zonas com resistividade próxima ao valor original do semiespaço, apresentando uma pequena variação na região próxima ao corpo. Devido aos valores de resistividade mais baixos quando comparados ao modelo 4 e levando em consideração que o LIN é melhor para baixas condutividades, este modelo tende a apresentar uma informação menos fiel quando comparado com o anterior.

Figura 3.7 – a) Modelo geológico 6; b) Pseudoseção de resistividade aparente 6



Fonte: do autor



Fonte: do autor

3.2.6 Modelo 6

A Figura 3.3a é um modelo formado por duas camadas. A primeira camada com resistividade de 500 ohm.m e a segunda com resistividade de 1000 ohm.m. A segunda camada tem seu topo em duas profundidades diferentes, sendo a primeira parte em 10 m e a segunda em 30 m, formando

Tratando do levantamento, as bobinas são posicionadas na superfície e as medidas são obtidas utilizando os três espaçamentos e frequências do equipamento. A posição do centro do arranjo vai de -120 m até 120 m, variando de 5 em 5 m. A seção eletromagnética 3.3b apresentou zonas mais resistivas localizadas na extremidade inferior esquerda, devido a presença da segunda camada, coerentes com a resistividade do semi-espaco, e zonas mais condutivas localizadas na extremidade superior direita, provocadas pela presença da primeira camada.

4 DADOS REAIS

Para um maior entendimento do método Slingram e da capacidade do EM34-3 foi possível utilizar como exemplo de dados reais aqueles que foram obtidos no artigo “Caracterização hidrogeofísica e sua aplicação no planejamento de uso e ocupação de regiões costeiras. Estudo de caso da área de influência do Porto do Pecém – CE” (MARTINS et al., 2012). Este artigo trata de um estudo realizado na região costeira do Pecém com o objetivo principal de caracterizar o contexto hidrogeológico da mesma, pois a área vem sofrendo inúmeras transformações causadas pela implantação do Complexo Portuário e suas unidades industriais.

Os dados geofísicos mostraram zonas condutivas anômalas rasas provocadas pelo avanço natural da interface água doce/ água salgada e anomalias em profundidade associadas ao avanço da intrusão salina com fluxo preferenciais em zonas fraturadas no topo do embasamento e/ou em ocorrência de paleocanais.

A região de estudo está localizada no município de São Gonçalo do Amarante, distrito do Pecém, Estado do Ceará. Esta região é caracterizada pelo clima quente com temperaturas elevadas.

A aquisição dos dados geofísicos que serviram como base para esta pesquisa ocorreram durante o mês de fevereiro de 2006, percorrendo um total de 5320 metros divididos ao longo de dois perfis eletromagnéticos, que podem ser visualizados na Figura 4.1.

O primeiro perfil possuía um espaçamento de 40 metros entre os pontos de medição, tendo um comprimento total de 1320 metros, enquanto o segundo perfil possuía espaçamentos de 80 metros e um comprimento de total de 4000 metros. Para os dois perfis foram considerados os espaçamentos padrões do equipamento, demonstrados na tabela 2.1.

Assim como para os testes sintéticos, os dados foram processados no software Surfer 9.0, através do método de krigagem com o objetivo de fazer interpolações dos valores encontrados da condutividade aparente.

A seção eletromagnética 01, presente na Figura 4.4, mostrou que para as regiões iniciais, aproximadamente até 400 metros do perfil, é possível, para uma profundidade média de 20 metros, encontrar anomalias condutivas com valores, segundo os autores do artigo, em torno de 46 mS/m. Também segundo os autores, foi possível perceber que as medidas tiradas até 40 metros de comprimento mostravam além da anomalia rasa, uma mais profunda (55 metros), em torno de 42 mS/m. Para as posições entre 400 e 760 metros, destacou-se uma anomalia pouco condutiva que apresentou como valor mínimo 1 mS/m e como máximo 15 mS/m, e que se manteve concentrada e homogênea entre 580 e 720 metros. Após essa zona de baixa condutividade, os autores

Figura 4.1 – Mapa de localização dos perfis EM-34 (01 e 02).



Fonte: (MARTINS et al., 2012)

destacam ainda uma região novamente mais condutiva (média de 40 mS/m e posição em torno de 820 metros) e após esta uma outra zona mais resistiva e profunda localizada próximo ao final da seção.

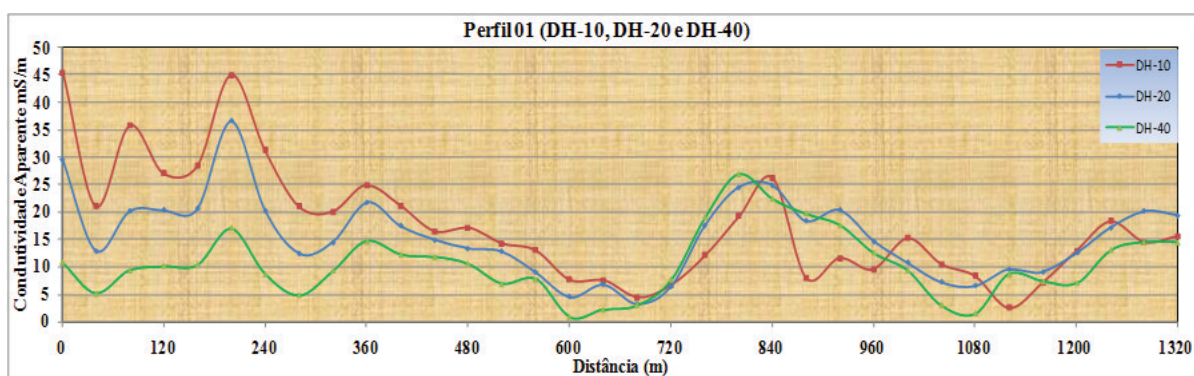
A seção 02, Figura 4.4, apresentou baixa resolução lateral provocada principalmente ao espaçamento entre as estações de aquisição (80 metros). Por causa disso, existem duas porções anômalas condutivas, sendo uma localizada próximo a posição de 240 metros, com valores de condutividade aparente em torno de 24 mS/m (profundidade teórica de 35 metros) e a outra caracterizada por uma faixa condutiva de extensão aproximada de 400 metros, com valores de condutividade aparente de até 33 mS/m e início na profundidade teórica de 25 metros. Esta zona condutiva torna a aparecer na posição de 1160 metros e termina na posição 1480 metros, sendo que ao longo dessa faixa, a condutividade aparente aumenta conforme a profundidade se torna maior. Além das regiões mencionadas, tem-se também uma extensa faixa resistiva com início na posição de 2900 metros e prologando-se até o final da seção, totalizando aproximadamente 1100 metros.

Para uma melhor análise qualitativa dos dados obtidos no perfil 01, no qual tem-se como base o dipolo horizontal, foi gerado o gráfico 4.2 baseando-se na relação entre os arranjos, frequências de aquisição e os modos do EM34-3.

Como se pode observar na tabela 2.1, o arranjo do dipolo horizontal com espaçamento de 40 metros e o arranjo do dipolo vertical de 20 metros possuem a mesma

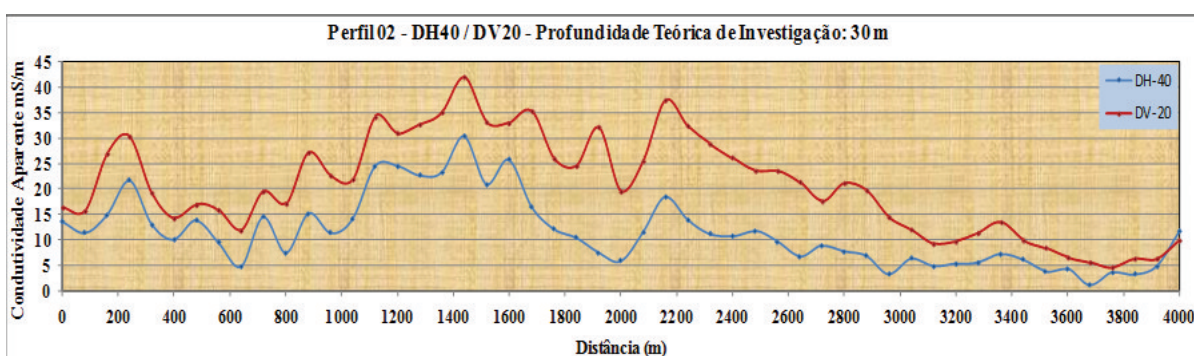
profundidade teórica de investigação de 30 metros. No entanto, como mostrado anteriormente na seção 2.4, mais precisamente através da Figura 2.8, para os dois modos que as bobinas podem ser posicionadas, as informações obtidas se comportam de maneira diferente em relação a profundidade. Com isso, apesar da qualidade de aquisição e coerência dos dados obtidos, percebe-se que os valores para o DV20 estão acima dos valores do DH40, o que através da Figura 4.3 permite concluir que de fato existe uma diferença entre a profundidade teórica (sem erros e dependendo apenas das configurações do equipamento) e a real (profundidade verdadeira obtida em um levantamento e dependente do meio investigado).

Figura 4.2 – Gráfico (dados brutos) do perfil eletromagnético 01. Observa-se o início do perfil com valores de condutividade aparente elevados para os arranjos de investigação mais rasa.



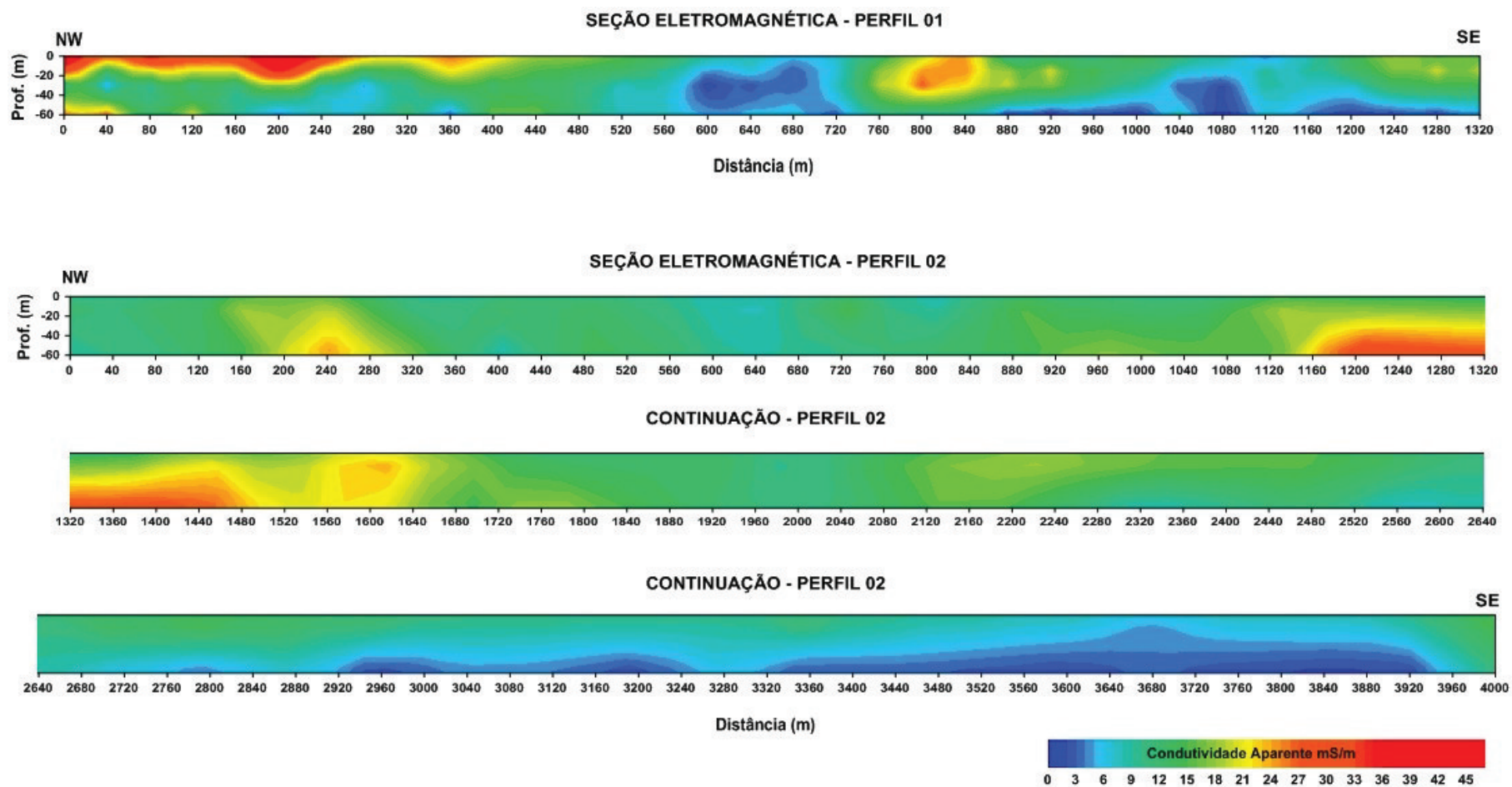
Fonte: (MARTINS et al., 2012)

Figura 4.3 – Gráfico (dados brutos) do perfil eletromagnético 02, evidenciando a boa correlação dos dados de arranjos diferentes (DH40 e DV20) com a mesma profundidade teórica de investigação.



Fonte: (MARTINS et al., 2012)

Figura 4.4 – Seções eletromagnéticas referentes aos perfis 01 e 02 elaboradas no software Surfer 9.0 (Gridding Method kriging). No perfil 01, espaçamento entre as estações de aquisição foi de 40 metros, enquanto que no perfil 02 foi de 90 metros. Em ambas as seções foram utilizadas os seguintes dipolos (arranjos) com suas respectivas profundidades teóricas: DH10 (7,5 metros), DH20 (15 metros), DH40 (30 metros) e DV40 (60 metros). Na elaboração das seções foi usada a mesma escala de condutividade (palheta de cores) e mesma escala gráfica de x e y.



Fonte: (MARTINS et al., 2012)

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Apresentou-se neste trabalho um estudo com foco no equipamento geofísico EM34-3 (Geonics), que tem como base teórica o método eletromagnético indutivo, mais precisamente o Slingram. Como foi explicado ao longo deste trabalho de conclusão, a variante do Slingram, LIN (Low Induction Number), permite que seja obtida a condutividade aparente de uma área de interesse, utilizando-se para isso da condição de baixo número de indução ($\theta \ll 1$).

Como mostrado ao longo do segundo capítulo, a fórmula do LIN, utilizada no EM34-3 para o cálculo da condutividade aparente, é de rápida dedução e depende basicamente da componente imaginária do campo magnético secundário do DMV e DMH. Isto faz com que o equipamento forneça um resultado satisfatório em um tempo relativamente curto, pois não há a necessidade de uma enorme gama de variáveis.

Uma medida com o EM34-3 depende totalmente da configuração em que as bobinas são posicionadas, do espaçamento entre elas e das frequências. Uma simples troca entre os arranjos ou uma má angulação das bobinas podem mudar completamente os resultados obtidos, como foi explicado no capítulo 2.

Por tudo que foi estudado e demonstrado ao longo deste trabalho de conclusão de curso, pode-se dizer que o EM34-3 mostrou-se um equipamento relativamente simples de manusear em campo e eficaz, pois permite uma rápida e boa análise da área estudada graças à possibilidade de configurar os arranjos das bobinas de acordo com o interesse do alvo do levantamento, o que o torna um equipamento que pode ser utilizado tanto para se obter informações primárias do terreno, quanto para auxiliar e completar uma investigação iniciada por outro equipamento ou método geofísico.

REFERÊNCIAS

- ARFKEN, G. B. *Mathematical methods for physicists*. 3rd. [S.I.]: Academic Press, 1985.
- HOHMANN, G.W. Numerical modeling for electromagnetic methods of geophysics. In: NABIGHIAN, M. N. *Electromagnetic methods in applied geophysics*. Denver, Colorado, US: SEG, 1987. cap. 5. p. 312-363.
- MARTINS, J.; CUNHA, L.S.; BRANCO, R.M.G.C.; LIMA JÚNIOR, S.B.; BORGES, W.R. Caracterização hidrogeofísica e sua aplicação no planejamento de uso e ocupação de regiões costeiras. estudo de caso da área de influência do porto do Pecém - CE. *Revista de Geologia*, 2012, v. 25, n. 1, p. 46-62.
- MCNEILL, J.D. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. *Geonics Limited*, Mississauga, Ontario, CAN, Out. 1980a (Technical Note TN-6), p. 1-15.
- MCNEILL, J.D. EM34-3 survey interpretation techniques. *Geonics Limited*, Mississauga, Ontario, CAN, Nov. 1980b (Technical Note TN-8), p. 1-16.
- ORELLANA, E.; SILVA, E. O. *Prospeccion geoelectrica en corriente continua*. Califórnia: Paraninfo, 1972.
- PALACKY, G.J. Resistivity characteristics of geologic targets. In: NABIGHIAN, M. N. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, Ottawa, Ontario, Can: SEG, 1987, cap. 3, p. 53–129.
- PARASNIS, D.S. (ed.). In memoriam: Sture Werner (1908–1989). *Geoexploration*, v.26, n.2, p. 73, Nov.1989. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0016714289900537>>. Acesso em: 15 de jan 2017. doi.org/10.1016/0016-7142(89)90053-7
- REYNOLDS, J. M. Electromagnetic methods: systems and applications. In: *An introduction to applied and environmental geophysics*, [S.L.]: Wiley-Blackwell, Abr. 2011, v. 2, cap.11, p. 431 – 493.
- RIJO, L. *Electrical geophysics 1D earth modeling*. Belém: Pós-Graduação em Geofísica da UFPA, 2005. (Notas de aula da disciplina "Modelagem de Métodos Eletromagnéticos - 1D").
- SPIES, B.R.; FRISCHKNECHT, F.C. Electromagnetic sounding. In: NABIGHIAN, M.N. *Investigations in geophysics*. Denver, Colorado, US: SEG, 1987. v. 2, chapter 5, p. 285–425.
- WARD, S. H.; HOHMANN, G.W. Eletromagnetic theory for geophysical applications. In: NABIGHIAN, M. N. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, University of Utah, US: SEG, 1987, cap. 4, p. 130 – 311.